

T A T E X 期間 黛特颱風之診斷分析

杜奮恆

空軍氣象中心

陳泰然

台大大氣科學系

摘 要

本文針對TATEX (Taiwan Area Typhoon Experiment)期間侵台颱風個案－黛特(Dot)，進行觀測資料之診斷分析研究，利用1991年9月6～8日密集觀測資料，以分析黛特颱風受台灣地形影響，導致其自身路徑及環流結構之變化，並探討黛特侵台期間，台灣地區各地的天氣狀態與產生機制。

以海平面氣壓為主的路徑分析結果顯示，黛特颱風原以西北偏西的移動方向接近台灣東部，颱風環流接觸台灣陸地後，移向開始偏北越過中央山脈後則轉向南南西移動，待進入台灣海峽，又漸恢復到原來西北偏西的路徑。越過中央山脈的前後，出現了短暫的路徑不連續現象。

颱風結構的分析顯示，黛特颱風中心距台灣陸地尚遠時，已有部分颱風外圍氣流繞過中央山脈到達台灣西部，此時台灣西南部近地層，有一低壓中心產生，我們慣稱其為副中心。待颱風中心即將登陸，部分低層颱風氣流改以爬越的方式到達背風面，使副中心加深並向北移。登陸後的黛特颱風，850 hPa層以上的颱風環流越山而過，在山脈西側低層低壓環流裡向下發展，再恢復其完整的颱風結構。

一. 前言

侵襲台灣的颱風，普遍存在一些現象，包括：

(一) 短期之劇烈變化：以颱風中心經過台灣陸地的時間而言，往往僅數小時，在這短短的時間內，颱風路徑、強度及範圍多有急劇變化，垂直風場、濕度場亦有明顯改變(曲, 1977)。(二) 局部性劇烈天氣：強風、豪雨多局限在數十公里範圍。例如：1981年7月19日台北地區暴雨、同年9月3日嘉義區暴雨(九三水災)，其地面降水型態及衛星資料均顯示，是蘊藏在颱風環流裡的中尺度組織性對流系統所造成(王等, 1982)。(三) 複雜之地形效應：高聳的中央山脈，使颱風氣流更難以掌握，增加了分析工作的複雜性與困難度。

顯然研究侵台颱風，面對的將是快速變動的天氣系統與蘊藏在此系統裏，生命期短且範圍小，但

造成劇烈天氣的中尺度對流系統，以及結合著繞山與越山之複雜氣流。因此，進行中尺度分析成了不得不然的選擇，在研究分析中地形因素被列為重要的研究主題。

TATEX(Taiwan Area Typhoon Experiment)實驗計畫，就是為了獲取密集的颱風觀測資料而進行的，在1990年8、9兩月間，對所有經中央氣象局發佈陸上颱風警報的颱風，進行密集觀測，共得三個觀測個案，分別是楊希(Yancy, 8月17日～8月19日)，亞伯(Abe, 8月29日～8月30日)及黛特(Dot, 9月6日～9月8日)。其中黛特颱風路徑直衝本島，登陸於花蓮，翻越中央山脈最高聳的部份，從路徑、颱風結構的改變上來看，地形效應十分明顯，而且在颱風副中心所在的嘉南平原，有加設的機動探空站，可提供分析副中心之用。選擇黛特作個案分析，適可藉此了解地形在颱風路徑與結

構變化上所扮演的角色，以及診斷颱風氣流遭遇山脈阻擋時所產生的行為。

二. 資料與研究方法

所採用資料，包括9月6~8日黛特侵台期間TATEX實驗50個地面測站與65個雨量站之逐時，及6個探空測站每3小時之密集觀測資料，以及衛星雲圖、日本氣象廳所發佈之衛星風場與船舶資料。此外，TCM-90之西太平洋衛星風場，亦經納入分析(Harr et al., 1991)。

主觀分析綜觀環境形勢及中尺度分析讀取網格點數值以計算各項參數。分析風場時，並參考衛星對颱風中心最大風速及暴風半徑所作之判斷，亦斟酌可能的颱風結構。

計算115~125° E，20~30° N範圍內1°×1°經緯度網格之相對渦度、水平輻散度及垂直速度，為獲得較佳水平解析度使用前差分格式(forward scheme)計算，但此法會造成渦度、輻散度或垂直速度場中心有少許偏南或偏西，x方向網格間距約為100公里，y方向約為110公里。

垂直速度計算方式採用運動學法，並以Lateef(1967)法調整，將輻散度累積誤差平均分配至各層，上邊界200 hPa垂直速度假定為零，下邊界 ω 取在900 hPa層，考慮地形(圖1)及邊界層摩擦效應(Holton, 1979)。

Baines(1979)及Kitabayashi(1977)的Froude Number(F_r)計算方式如下：

$$F_r = U / NH \quad \text{--- (1)}$$

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{d\bar{\theta}}{dZ} \quad \text{--- (2)}$$

其中N是Brunt-Baisala Frequency；U是垂直於障礙物走向的水平風速；H是障礙物高度， $\bar{\theta}$ 是環境大氣位溫。Gerald & Bosart(1988)，Mannis & Sawford(1982)都曾以此計算 F_r 來診斷阿帕契山區冷空氣堆積的情形。為了適合颱風侵襲時暖濕不穩定的大氣，以及高聳的中央山脈，計算中加入兩項考慮：(1)氣塊作垂直運動，在舉升凝結高度(LCL)以下，為乾絕熱過程，以上為飽和絕熱過程；(2)因不同高度之氣流遇山脈阻擋，可能具不同之越山能力，故在垂直方向以每300公尺即計算該

層 F_r 。計算公式為求完備，使用的Brunt-Vaisala Frequency為Durran & Klemp(1982)所提者，如下：

$$N_m^2 = g \left[\frac{1 + (Lq_s/RT)}{1 + (\epsilon L^2 q_s / C_p RT^2)} \times \left(\frac{d \ln \theta}{dz} + \frac{L}{C_p T} \frac{dq_s}{dz} \right) - \frac{dq_w}{dz} \right]$$

--- (3)

其中，L是蒸發潛熱；R是理想氣體常數； q_s 是飽合混合比； q_w 是加入空氣中所含液態水一併計算之飽合混合比； $\epsilon = R/R_w$ ； R_w 是水蒸汽氣體常數； θ 是環境位溫； c_p 是乾空氣定壓比熱。

因為平滑化後的台灣地形高度，顯示中央山脈主體高度大約1500公尺，為與正北向夾20°角的長方形障礙。由地面到1500公尺，每300公尺計算該高度層垂直於山脈走向之風速分量，即為U；至1500公尺的高度差，即為H；計算這段高度差內，氣塊被舉升所具有的平均浮力振盪頻率，即為 N_m 。並以黛特颱風侵台期間，花蓮(46699)、綠島(46780)、石垣島(47918)三個位於中央山脈東側的探空站資料合成。探空資料的處理，凡涉及某定壓(高)層資料之讀取，均使用氣壓對數值(log P)為標準之線性內差。

三. 綜觀形勢

1. 黛特颱風生命史

黛特颱風於1990年9月4日0000 UTC(依中央氣象局資料)在139.5° E，15.5° N形成，路徑在接觸台灣陸地前一直維持西北偏西，在登陸台灣東部(7日1400 UTC，於秀姑巒溪口)前發展成中度颱風。在登陸前後，路徑有明顯曲折(圖2)，登陸後因受地形破壞作用，強度轉為輕度，離台後，8日1200 UTC消失於廣東省境內。

2. 綜觀尺度分析

渦度場顯示在颱風中心附近持續存在最大正渦度值(圖3, 4, 5)，但最大值出現之高度隨颱風位置改變，7日0000 UTC時，最大正渦度值出現

在850 hPa層(圖3a)，7日1200 UTC及8日0000 UTC，最大正渦度值分別出現在500 hPa層(圖4c)及700 hPa層(圖5b)，顯見颱風接近陸地，低層環流受地形破壞，使得最大渦度出現在略高於地形之高度上。

颱風距台灣陸地尚遠時，由台灣西北部向西南延伸至台灣海峽之700 hPa以下各層，為明顯的正渦度帶，南部則有負渦度值出現，此乃低層氣流繞行中央山脈，氣流曲率及地形所造成水平風切所反應的現象。颱風中心即將登陸之前，此種現象已不存在(圖4b)，顯然此時之低層氣流應以越山為主，繞山運動已屬次要。 F_r 計算結果也支持此種推論(表一)，比較9月6日1800 UTC及7日1200 UTC台灣東部 F_r ，發現除海平面層以外，後者各高度層均大於前者，顯示颱風接近台灣陸地時，強風加上較不穩定的空氣，增強了氣流越山的能力。

水平輻散場分析的結果(圖未示)與我們對颱風結構的認識相同，近颱風中心處，從地面到500 hPa層均存在輻合中心，而且最大輻合值出現在地面層，向上遞減。

垂直速度的分佈(圖6,7,8)顯示，在900 hPa層(下邊界)，地形因素造成明顯的氣流升降，800 hPa, 600 hPa, 400 hPa諸層則以近颱風中心處有最大上升速度，垂直結構上，600 hPa層具最大上升速度。颱風的強度也反應在垂直速度上，9月8日0000 UTC，颱風減弱為輕度，此時各層近颱風中心處的上升速度亦均較前兩個時刻(9月7日0000 UTC、1200 UTC)為弱。

四. 中尺度分析

1. 颱風結構與副中心

當颱風由西太平洋接近台灣陸地時，中央山脈西側常可分析出一個或數個中尺度低壓中心，為與颱風中心區別，我們慣稱之為「副中心」。以黛特颱風而言，早在6日1700 UTC，地面氣壓場已可以分析出嘉南平原有副中心出現(圖9a)，但深度及範圍均不明顯；7日0200 UTC以後，副中心加深且範圍擴大(圖9b)，中心氣壓值達994 hPa，範圍並向北擴大至台中附近，但低壓中心仍在台南。7

日1400 UTC低壓中心移至台中附近(圖10)，且中心氣壓迅速降低；待颱風中心登陸，低壓環流消失在山脈東側後，高壓環流越過山脈於西側副低壓區域發展出低層環流，雖強度減弱，但恢復完整之颱風結構，並向西北方進行。

由7日1200 UTC台灣區域地面、850 hPa、700 hPa的氣壓場(高度場)分析(圖11)，可以看出黛特颱風引發的副低壓是一個淺薄且小範圍的低壓系統，700 hPa層上僅能觀測到低壓槽伸至西部，顯示部分颱風環流已伸延過山，不似地面及850hPa層颱風環流仍被局限在山脈東側。

由前節之渦度場於 F_r 的分佈與變化，顯示颱風離台灣陸地尚遠時，氣流遇中央山脈以繞行為主，待颱風迫近台灣陸地，氣流改以越山為主。圖12為台南探空站6日1200 UTC至8日0600 UTC內850 hPa層相對濕度的變化，7日0000 UTC至0300 UTC由潮濕轉為乾燥，此時副中心亦見加深且範圍擴大，顯示氣流過山下沉作用在副低壓形成與增強之重要角色。

以上分析結果顯示，黛特颱風引發的副中心，在生成初期，應可歸因於繞山氣流以及越山氣流之並存，颱風接近台灣陸地時，因越山氣流明顯增強，背風面下沉增溫過程，成為副中心繼續發展的主要機制。因為從黛特颱風環流形態看來，颱風的接近會使西側背風面的主要下沉區北移。故副中心在颱風登陸時位置北移(圖10)，也是副低壓由氣流越山沉降作用主宰之另一佐証。

台灣地區在黛特颱風接近時，600 hPa層以下大氣存在對流不穩定度($\partial\theta_e/\partial z < 0$)(圖13)，LFC相當低及大正能區提供深對流之有利環境條件，高溫、高濕度的大氣提供充足的可降水量，因此，除颱風之環流雨之外，地形舉升機制在局部地區降下可觀的雨量亦可預期。圖14a、b、c分別是9月7日0000~0300 UTC，7日1500~1800 UTC，7日2100 UTC~8日0000 UTC三個時段之降雨量分佈，可代表颱風登陸前、登陸時及颱風剛離開時的降雨方布。顯示大雨區均在山脈迎風面，而且雨量中心幾乎就位於颱風氣流受山脈舉升作用最明顯處，例如颱風登陸前的東北部山區，颱風登陸時的東部山區，以及颱風剛離開時的西南隅和宜蘭、花蓮山區(位於台南外海的颱風，其氣流繞過台灣南端，

與偏南氣流匯集於台灣東部，受山脈舉升)。此結果顯示只要近地層有舉升機制，便可在該地區降下可觀雨量，且地形顯然是主要的舉升機制。

五. 結論

由9月6~8日對黛特颱風侵台前後之診斷分析所得結果，可摘述為以下數點：

1. 黛特颱風距離台灣陸地較遙遠時，氣流遇中央山脈阻擋，主要是繞行而過，颱風愈接近台灣，氣流愈變成以越過中央山脈為主。
2. 嘉南平原颱風副中心之形成與加強，初期可歸因於氣流繞山及過山作用，後期則以氣流越山下沉增溫作用為主。
3. 黛特颱風上層環流越過中央山脈，下層環流受阻於山脈東側後消失。上層環流過山後，在山脈西側副低壓區向下發展，再發展成完整颱風結構後繼續其西北路徑前進。
4. 黛特颱風侵台期間，大雨發生除由蘊藏在颱風環流裏的中尺度對流系統所致之外，地形舉升作用亦占重要角色。

參考文獻

王時鼎、趙友夔、沈秀蓉，1982：台灣颱風降雨之特性。中央氣象局研究報告，55，1~10。
曲克恭，1977：中央山脈對颱風影響之分析研究。

氣象預報與分析，69，1~21。

- Baines, P. G., 1979: Observations of stratified flow past three-dimensional barriers. J. Geophys. Rev., 84, 1-12.
- Durrant, D. R., and J. B. Klemp, 1982: On the effects of moisture on the Brunt-Vaisala frequency. J. Atmos. Sci., 39, 2152-2158.
- Gerald, D. B., and L. F. Bosart, 1988: Appalachian cold-air damming. Mon. Wea. Rev., 116, 137-161.
- Harr, P. A., T. Neta, and R. L. Elsberry, 1991: ONR tropical cyclone motion research initiative: Data users' guide to observations. NPS-MR-91-002, Dept. of Meteor., Naval Postgraduate School, 123 pp.
- Holton, J. R., 1979: An Introduction to Dynamic Meteorology, Second Edition, p87-90, p112.
- Kitabayashi, K., 1977: Wind tunnel and field studies of stagnant flow upstream of a ridge. J. Met. Soc. Japan., 55, 193-203.
- Lateef, M. A., 1967: Vertical motion, divergence and vorticity in the troposphere over the Caribbean, August 3-5, 1963. Mon. Wea. Rev., 95, 778-790.
- Mannis, P. C., and B. L. Sawford, 1982: Mesoscale observations of upstream blocking. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 108, 427-434.

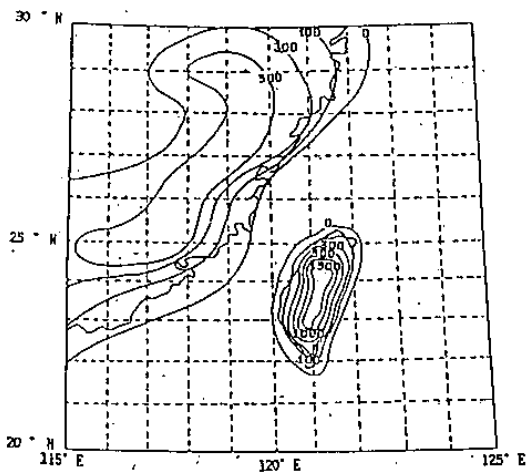


圖 1 垂直速度計算範圍平滑化之地形 (公尺)。

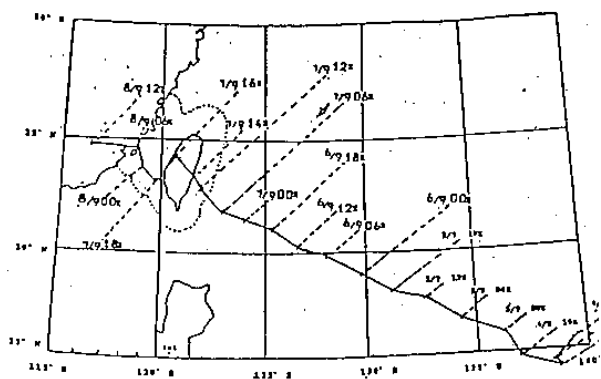


圖 2 黛特 (Dot) 颱風路徑。9 月 7 日 1400 UTC ~ 1800 UTC 以地面低壓中心定位，其餘時間以衛星雲圖定位。

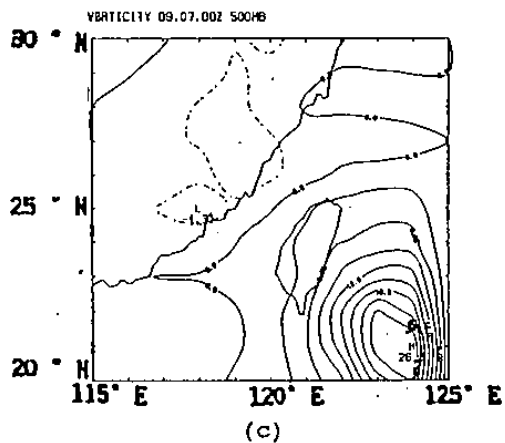
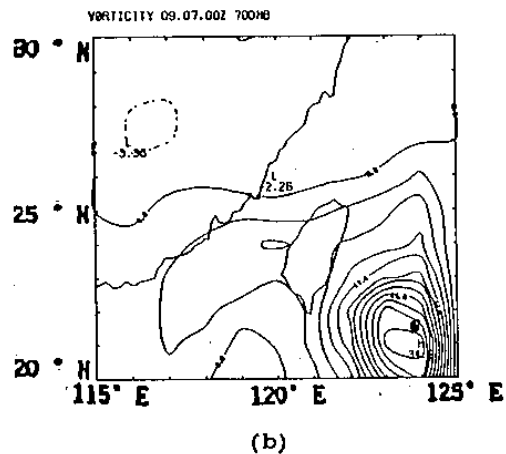
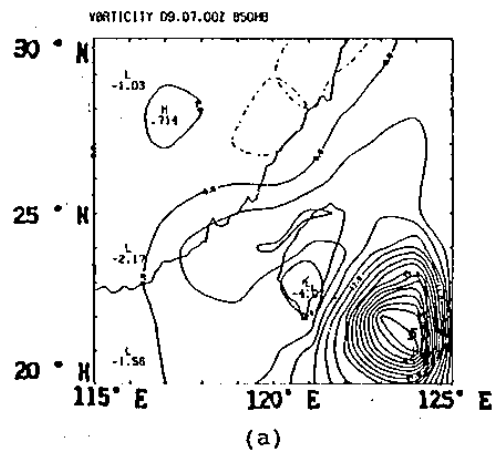


圖 3 1990 年 9 月 7 日 0000 UTC (a) 850 hPa, (b) 700 hPa 與 (c) 500 hPa 各層渦度場。虛線表負值 (負渦度)，單位是 $10^{-5} s^{-1}$ ，等值線間距是 $3 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。

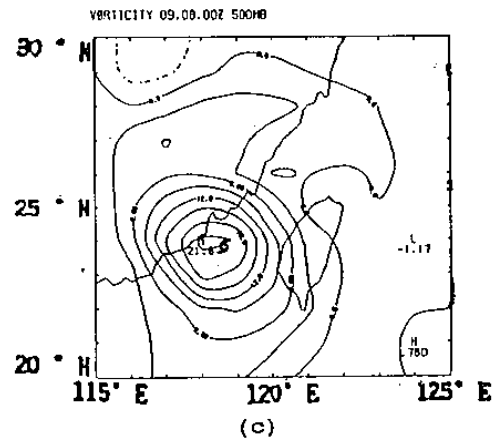
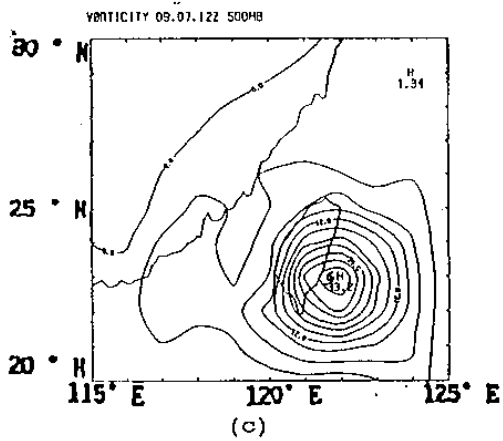
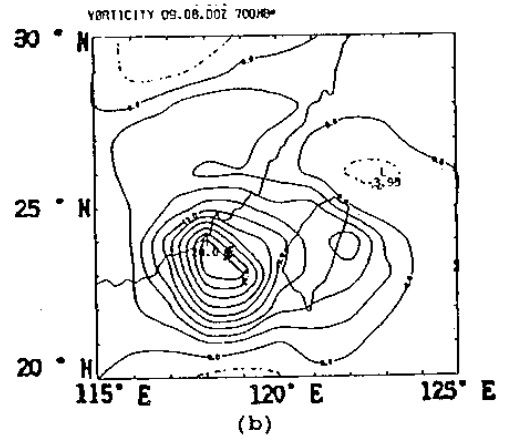
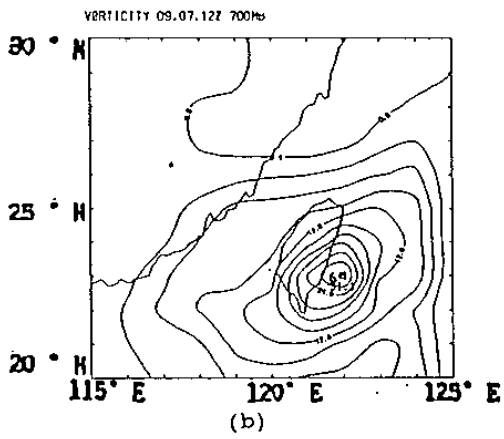
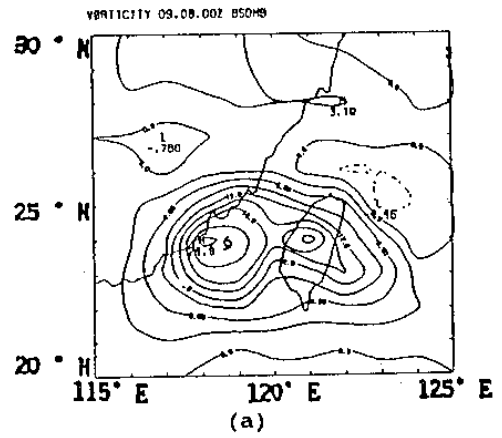
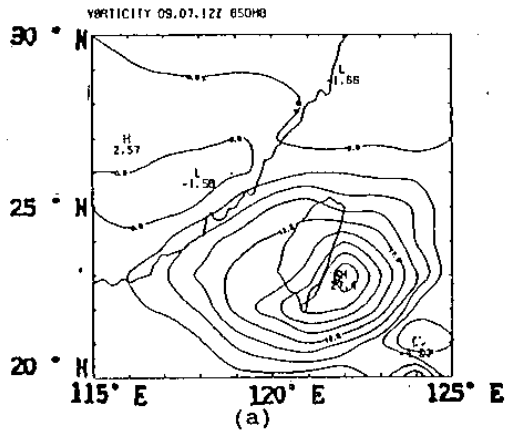


圖 4 1990年9月7日1200 UTC, 餘同圖3。

圖 5 1990年9月8日0000 UTC, 餘同圖3。

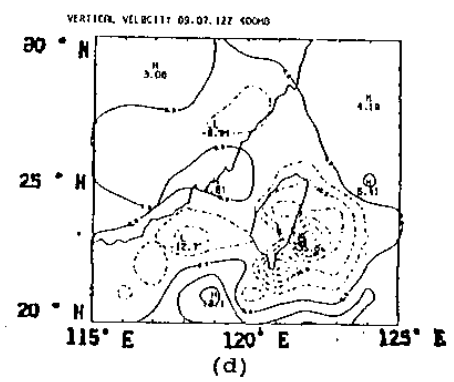
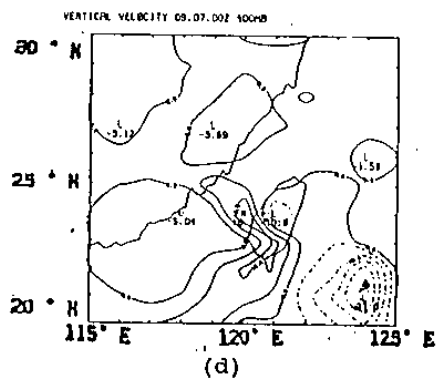
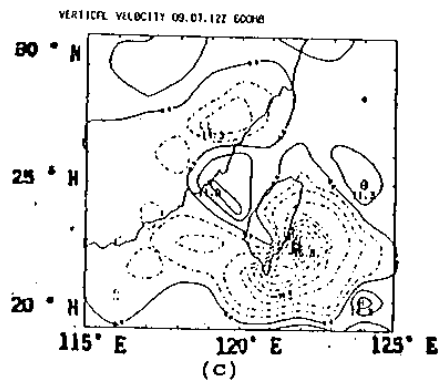
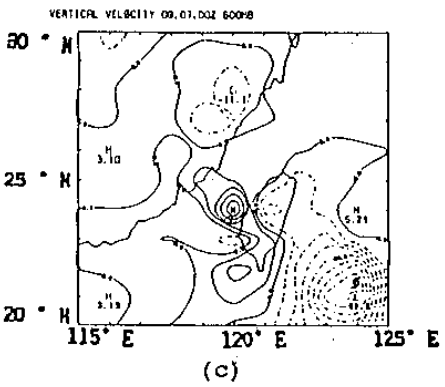
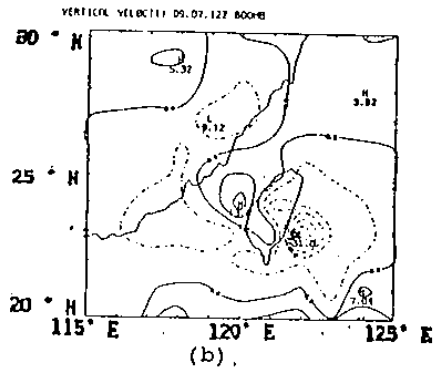
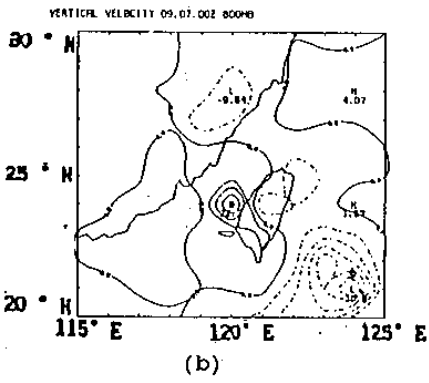
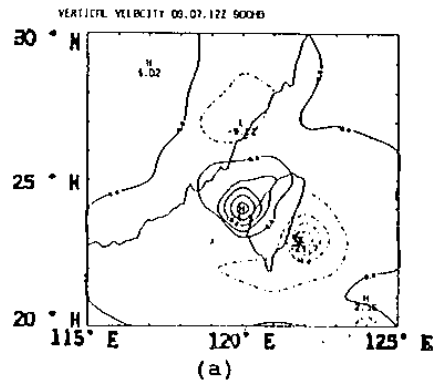
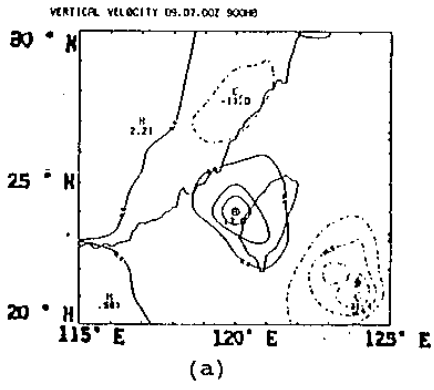
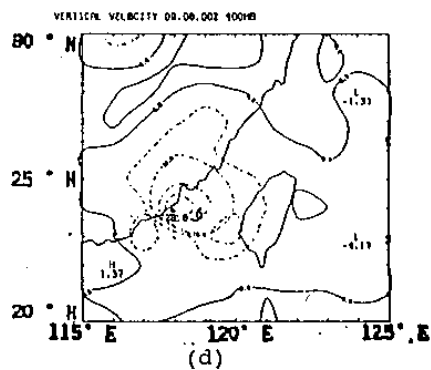
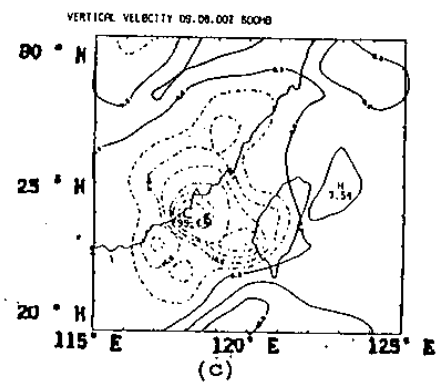
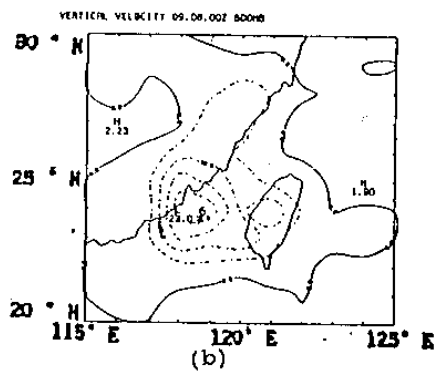
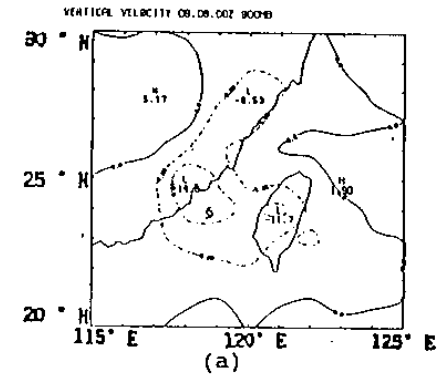


圖 6 1990年9月7日0000 UTC (a) 900 hPa, (b) 800 hPa, (c) 600 hPa, (d) 400 hPa 各層垂直速度場。虛線表負值 (上升), 單位是 μ bar/s, 等值線間距是 5μ bar/s。

圖 7 1990年9月7日1200 UTC, 餘同圖 6。



表一 1990年9月6日1800 UTC及7日0000 UTC各層之Froude Number 及相關參數。

1990.09.06 1800UTC							
高度	氣壓 hpa	氣溫 °C	Nm ²	阻礙高 m	有效風 m/sec	福祿數	備註
地表	1001	25.5	0.00004	1500	-3.390	ERR	風向為離間山脈
300m	975	23.7	0.00014	1200	0.020	0.01	
600m	936	22.5	0.00021	900	3.110	0.24	
900m	907	21.5	0.00020	600	8.410	0.99	
1200m	873	20.3	0.00020	300	10.680	2.52	
1500m	844	19.2	0.00019	0	12.400		

1990.09.07 1200UTC							
高度	氣壓 hpa	氣溫 °C	Nm ²	阻礙高 m	有效風 m/sec	福祿數	備註
地表	990	22.5	0.00007	1500	0.970	0.03	
300m	966	21.6	0.00008	1200	8.270	0.54	
600m	930	20.2	0.00007	900	11.950	1.00	
900m	902	19.0	0.00008	600	14.070	2.26	
1200m	870	16.4	0.00008	300	16.470	4.52	
1500m	842	14.3	0.00006	0	16.000		

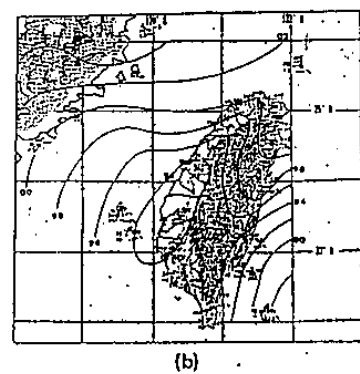
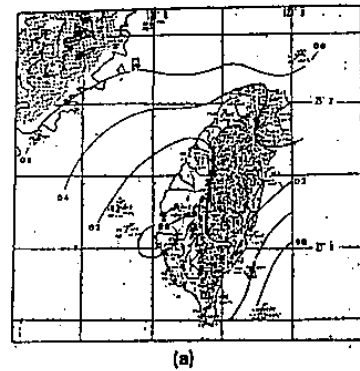


圖9 1990年9月(a)6日1700 UTC與(b)7日0300 UTC台灣地區地面氣壓線分析(每2 hPa)。

圖8 1990年9月8日0000 UTC, 餘同圖6。

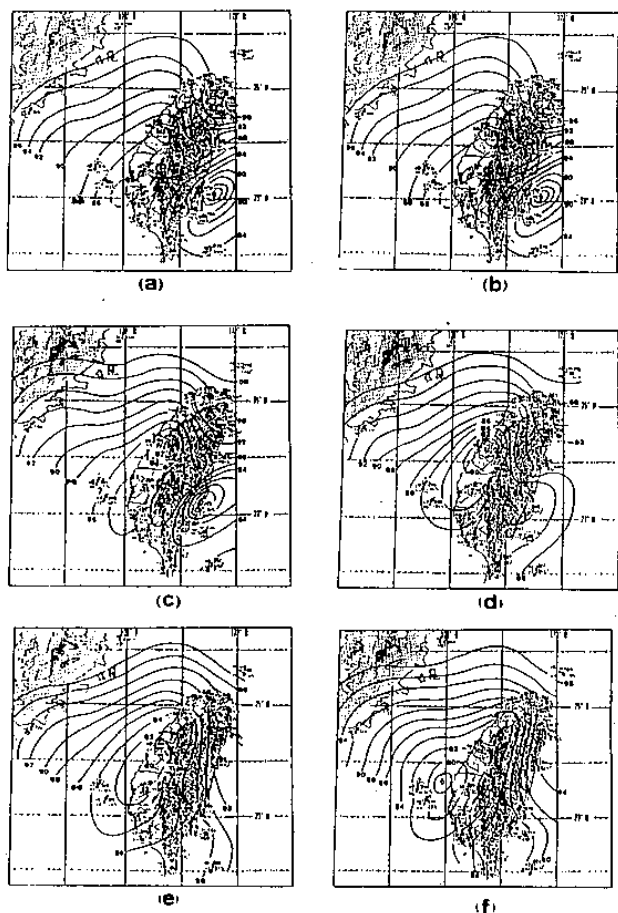
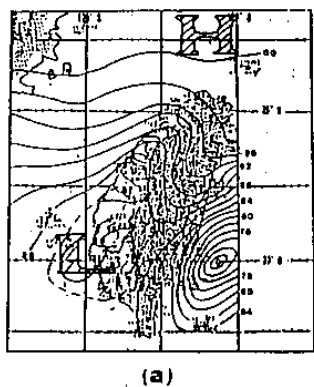
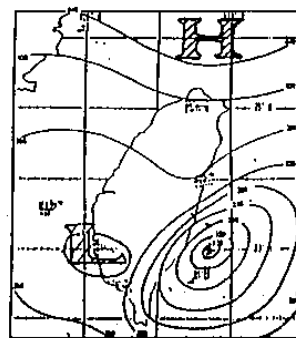


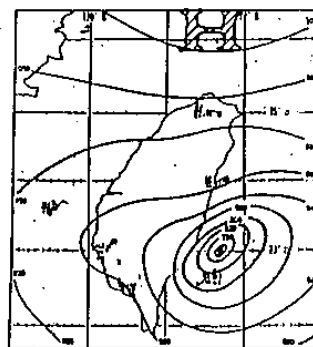
圖 10 1990年9月7日 (a) 1300 UTC, (b) 1400 UTC, (c) 1500 UTC, (d) 1600 UTC, (e) 1700 UTC, (f) 1800 UTC台灣地區地面氣壓場分析。



(a)



(b)



(c)

圖 11 1990年9月7日1200 UTC台灣地區 (a) 地面氣壓 (每2 hPa)、(b) 850 hPa 與 (c) 700 hPa 氣壓 (高度) 場 (每40 gpm) 分析圖。

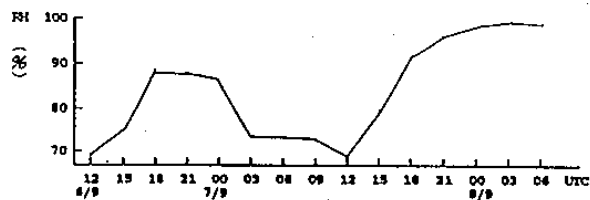


圖 12 機動探空站 (台南) 1990年9月6日1200 UTC~8日0600 UTC 850 hPa 層相對濕度之時間剖面圖。

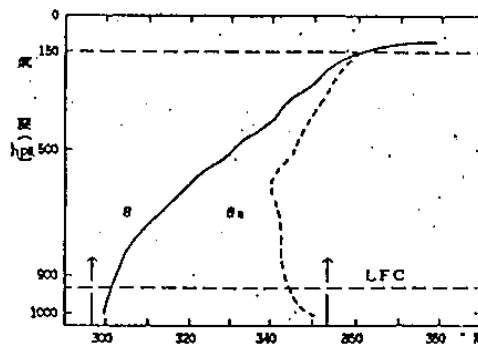
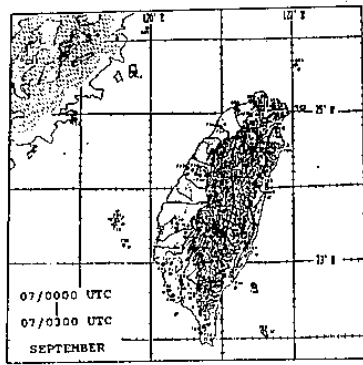
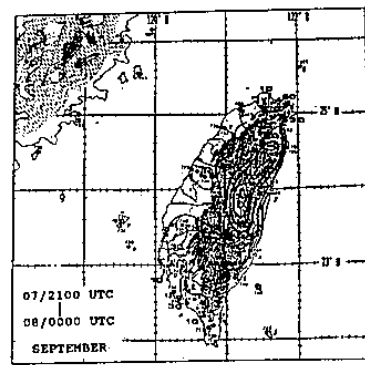


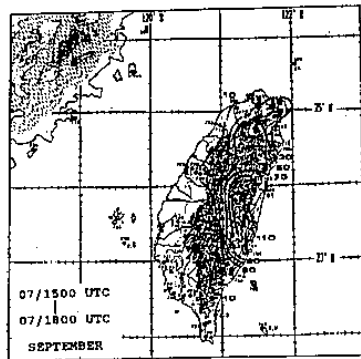
圖 13 46699 (花蓮) 1990年9月7日0000 UTC~8日0600 UTC平均大氣之 θ 與 θ_w 。垂直分佈。



(a)



(c)



(b)

圖 14 台灣地區 1990 年 9 月 (a) 7 日 0000 UTC ~ 0300 UTC, (b) 7 日 1500 UTC ~ 1800 UTC 與 (c) 7 日 2100 UTC ~ 8 日 0000 UTC 之 3 小時累積雨量分布 (mm)。

Diagnostic Study of Typhoon Dot

Feng-Heng Duh
Weather central CAF

George Tai-Jen Chen
Dept. of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

Abstract

Diagnostic study is carried out for Typhoon Dot, which was observed during TATEX (Taiwan Area Typhoon Experiment) using intensive observing data in the period of 6-8 September 1990. The geographic effects of Taiwan island on the typhoon track, circulation, and weather structure are investigated.

From the track analysis, which was based on surface pressure, Typhoon Dot moved originally from a direction of northwest with a small deviation toward west approaching the eastern Taiwan area. When the circulation of the typhoon touched Taiwan island, it started moving northward, crossing over the Central Mountain Range, then turning toward south and southwest. Upon entering the Taiwan Strait, it slowly resumed its original direction of being moving northwest. Pre- and Post- crossover of the Central Mountain Range, it appeared that there was a short period of path disconnection.

From the analysis of the typhoon structure, when the center of Typhoon Dot was still far away from the Taiwan island, the outer airstream of typhoon near the surface layer was circulating over the Central Mountain Range and approaching western Taiwan area. At this moment, a shallow low pressure center occurred to the southwestern Taiwan area. As the typhoon center was imminent to land on the Taiwan island, part of the low-level typhoon air stream moved over the Central Mountain Range and enhanced the low pressure on the downwind side. As the circulation above 850 hPa passed over the mountain, it redeveloped downward and became a well-structured typhoon.